



A RADIOATIVIDADE DAS ROCHAS NA ÁREA DO PROJETO RIO PRETO – GOIÁS

C.R. Duarte¹ & D.M. Bonotto²

¹Pós-graduação em Geociências, UNESP, Rio Claro, CEP 13506-900, Caixa Postal 178, Rio Claro, São Paulo

²Departamento de Petrologia e Metalogenia, UNESP, Rio Claro, CEP 13506-900, Caixa Postal 178, Rio Claro, São Paulo

Recebido em 04/00; aprovado para publicação em 01/01

ABSTRACT

Samples from Rio Preto Project were analyzed by gamma spectrometry, for ⁴⁰K, ²¹⁴Bi (equivalent uranium, eU) and ²⁰⁸Tl (equivalent thorium, eTh), and also by alpha spectrometry for uranium isotopes ²³⁸U and ²³⁴U.

The obtained results allowed to draw maps of radiometric synthesis for each investigated nuclide, which were compared with the already available from the aerial gammaspectrometric data.

The ²³⁴U/²³⁸U ratio and eU/U ratio obtained by alpha and gamma spectrometry allowed to perform a preliminary evaluation of the condition of radioactive equilibrium in the natural U decay series up to ²²⁶Ra.

RESUMO

Amostras provenientes do Projeto Rio Preto foram analisadas por espectrometria gama, para os nuclídeos ⁴⁰K, ²¹⁴Bi (equivalente urânio, eU) e ²⁰⁸Tl (equivalente tório, eTh), e espectrometria alfa, para os isótopos de urânio ²³⁸U e ²³⁴U.

Os resultados obtidos permitiram a confecção de mapas de síntese radiométrica para cada um dos nuclídeos investigados, os quais foram comparados com o mapas produzidos por ocasião da realização do projeto.

A razão de atividade ²³⁴U/²³⁸U e a razão eU/U, obtidas por espectrometria alfa e gama, permitiram efetuar uma análise preliminar da situação de equilíbrio radioativo na cadeia natural de decaimento do urânio até o ²²⁶Ra.

INTRODUÇÃO

A distribuição e intensidade da radioatividade das rochas é de grande importância para geofísicos e geocronólogos, uma vez que se prestam à seleção de material rochoso para a datação geológica absoluta e para o cálculo da produção de calor no interior da Terra. Também interessam à geofísica exploratória, na busca por depósitos de minerais radioativos. Medidas das propriedades radioativas dos materiais de ocorrência natural indicam que um pequeno nível de radioatividade está presente em quase todas as rochas e minerais (Ivanovich & Murray, 1992). No princípio, atribuiu-se esta atividade à presença de traços de urânio e tório e seus produtos de decaimento. Investigações posteriores indicaram que o isótopo de potássio ^{40}K também contribui significativamente para a radioatividade natural (Sharma, 1986).

O urânio não ocorre naturalmente como um elemento nativo, pois, ao reagir com a água, forma um óxido ou hidróxido (Nash *et al.*, 1981). O principal composto primário de urânio é o dióxido, UO_2 , que ocorre na variedade bem cristalizada uraninita e na forma microcristalina pechblenda. Oxidação incipiente e perda de urânio por decomposição radioativa podem aumentar a relação oxigênio-urânio, de modo que raramente a uraninita e a pechblenda tem precisamente a composição UO_2 , que se aproxima de U_3O_8 (Krauskopf, 1972). Em virtude da solubilidade dos minerais de urânio, na forma oxidada (U^{6+}), esse elemento pode ser transportado por água superficial ou subterrânea até ambientes redutores, onde se precipita na forma de pechblenda ou

cofinita ($\text{USiO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) (Krauskopf, 1972).

O tório ocorre na natureza como cátion tetravalente. Este elemento usualmente ocorre como um constituinte traço em soluções sólidas em minerais fosfatados, óxidos e silicatos, e, ainda, em argilas e colóides do solo. Como elemento maior, ocorre em poucos e raros minerais como a torianita (ThO_2) e a torita (ThSiO_4); o primeiro é isomórfico com a uraninita (UO_2) e o seguinte é isomórfico com o zircão. Por esta razão, uma grande parte das ocorrências naturais de tório são encontradas incorporadas à estrutura do zircão (Langmuir & Herman, 1980). A principal fonte de tório é a monazita ($\text{Ce,La,Y,Th} \text{PO}_4$), a qual contém de 3-9% até 20% de ThO_2 . Minerais ígneos de UO_2 podem formar uma solução sólida completa com ThO_2 (Rogers & Adams, 1969a). Minerais hospedeiros de tório são altamente resistentes ao intemperismo e, portanto, o tório tem sido considerado como um elemento imóvel e insolúvel em águas naturais.

O potássio está entre os oito elementos mais abundantes da crosta terrestre, que juntos perfazem 99% do total de elementos presentes em rochas (Mason, 1971). Existem três isótopos naturais de potássio, de números de massa 39, 40 e 41, cujas abundâncias são 93,1%, 0,01% e 6,9%, respectivamente. Como exemplo de minerais que possuem o potássio em sua composição, podem-se citar a silvita, a carnalita, o salitre, a polialita, a alunita, a carnotita, a apofilita, a muscovita, a flogopita, a biotita, a lepidolita, o microclínio, o ortoclásio, a leucita e a nefelina. Alguns destes são importantes como formadores de rochas.

O potássio presente em rochas e sedimentos carbonáticos está exclusivamente contido na fração não-carbonática. Já em folhelhos, o potássio é, principalmente, dado pelo argilo mineral contido, sendo também afetado pela presença de feldspato potássico. Em areias e arenitos, a presença do potássio é dada por três minerais: o feldspato potássico, a mica potássica e a glauconita. Entretanto, existe uma relação entre a área fonte, os eventos tectônicos, o relevo e clima associados à formação destas rochas. Areias formadas nas fases inicial e final de ciclos tectônicos contêm quantidades expressivas de feldspato potássico.

A espectrometria gama tem provado ser um método de fácil uso para a caracterização da radioatividade natural, devido ao U, Th e K, em amostras de rochas, minerais, solos, minérios e sedimentos. Na espectrometria gama convencional, os núclídeos mensurados são o ^{40}K , o ^{214}Bi e o ^{208}Tl , sendo os resultados expressos em termos de taxas de contagem (número de contagens por unidade de tempo). Entretanto, é preferível que os resultados estejam expressos em termos de concentrações equivalentes de urânio e de tório, de maneira que as determinações de U e Th, por meio da espectrometria gama, são indicadas pelo prefixo 'e', ou seja, 'eU' e 'eTh' (Killeen, 1979). Tais determinações baseiam-se na premissa que existe equilíbrio radioativo entre o ^{238}U e o ^{232}Th e seus descendentes, nas respectivas séries de decaimento.

Este trabalho tem por objetivo efetuar um levantamento radiométrico envolvendo o ^{40}K , 'eU' e 'eTh' em amostras provenientes da área abrangida pelo projeto Rio Preto, execu-

tado pela Nuclebrás, entre 1976 e 1982, visando comparar dados, obtidos em laboratório, com dados de aerogamaespectrometria, obtidos na época da realização do projeto, com o propósito de se avaliar situações de desequilíbrio radioativo na cadeia natural de decaimento do urânio, potencialmente capazes de afetar a geração de mapas radiométricos, de uso em geologia regional.

Para tanto, procedeu-se o processamento e a leitura espectrométrica de amostras de mão, provenientes do mapeamento executado na área do projeto, e realizou-se uma comparação dos dados obtidos na gamaespectrometria aérea e a executada em laboratório. A partir da compilação do mapa geológico da área, foi conduzida uma tentativa de integração dos dados aerogamaespectrométricos com os dados gamaespectrométricos de laboratório e os dados geológicos da área.

DESCRIÇÃO GERAL DA ÁREA

A área do Projeto Rio Preto está localizada na região nordeste do estado de Goiás, limitada pelos meridianos 47°50' e 48°05'W e pelos paralelos 13°47' e 14°00'S, perfazendo uma área de 650 km², que engloba a confluência dos rios Claro e Preto.

A maior expressão geomorfológica da área é representada pelas serras dos Coelhos, do Ticunzal e da Raizaminha, sustentadas, em sua maior parte, pelos quartzitos do Grupo Araí. A área limitada por estas elevações constitui a segunda maior feição geomorfológica, modelada, provavelmente, no plio-pleistoceno sobre as rochas do Complexo Basal e revela um

relevo, de um modo geral, suavizado, com vales amplos e interflúvios largos, cujas cotas variam de 400 a 600 metros. Sobre ela, destacam-se alguns morrotes ligeiramente arredondados, onde geralmente ocorrem os xistos da Formação Ticunzal e os alinhamentos de cristas bastante salientes na topografia, que refletem as zonas mais catacladas (Figueiredo Filho *et al.*, 1982).

A geologia da área é baseada em trabalhos de mapeamento, realizados em 1981, pelas Empresas Nucleares Brasileiras S.A. – Nuclebrás, atual INB – Indústrias Nucleares do Brasil S.A. (Andrade *et al.*, 1981), na escala 1:25.000. A Figura 1 apresenta o mapa geológico resumido da área, segundo Andrade *et al.* (1985).

As rochas mais antigas da área e que compõem o substrato onde se depositou a Formação Ticunzal estão agrupadas no Complexo Basal definido por Almeida (1968 *apud* Andrade *et al.*, 1981). Suas rochas, com idades variando entre 3.200 e 2.500 Ma., compreendem gnaisses porfiroblásticos, ortognaisses de composição granodiorítica-tonalítica, corpos granodioríticos e xistos subordinados. Ainda nesta unidade, são encontrados núcleos migmatíticos, veios pegmatíticos e diques de rochas básicas (Andrade *et al.*, 1981).

O contato entre o Complexo Basal e o membro inferior da Formação Ticunzal é, muitas vezes, obliterado por cobertura e, quando exposto, observa-se uma nítida estruturação dada pelo bandamento gnáissico (Andrade *et al.*, 1981).

A Formação Ticunzal é descrita, por Andrade *et al.* (1981), como um conjunto de rochas xistosas com intercalações de paragnaisses na base, situado

estratigraficamente entre os ortognaisses do Complexo Basal e os quartzitos da Formação Arraias, do Grupo Araí. A Formação Ticunzal pode ser dividida em um membro inferior e um superior. O primeiro é constituído por uma seqüência de gnaisses com intercalações de xistos, às vezes grafitosos. O segundo é constituído por um pacote de xistos grafitosos do membro superior, onde a quantidade de quartzo aumenta para o topo da formação, chegando a um extremo de quartzo-xistos. Nesta posição da unidade, ocorrem quartzo-xistos intercalados com níveis de xistos granatíferos e turmalínicos, com pouca ou nenhuma grafita e muito quartzosos.

Subjacentes às rochas do Grupo Araí, datado com cerca de 1.600 Ma, ocorrem, na área, alguns corpos intrusivos ácidos de composição granítica. Do ponto de vista estratigráfico, portanto, cortam o Complexo Basal e a Formação Ticunzal. Seus contatos com estas encaixantes são aparentemente de natureza intrusiva, porém não mostram indícios de ação térmica em suas zonas de contato, o que leva a admitir que os mesmos estão subordinados a processos de ascensão diapírica. As prováveis evidências de natureza intrusiva desses granitos estão representadas em casos particulares, apenas pela presença de cristais de fluorita (Andrade *et al.*, 1981).

O Grupo Araí, definido por Dyer & Meneguesso (*apud* Andrade *et al.*, 1981), compreende duas formações: Arraias e Traíras. Amplamente distribuída por toda a área do projeto e constituindo as principais elevações, afloram as rochas da Formação Arraias, que é constituída de dois níveis estratigráficos. O primeiro abrange os

quartzitos basais intercalados com metassiltitos e efusivas ácidas e intermediárias, ao passo que o segundo compreende os quartzos-xistos calcíferos com níveis de calcário impuro, associados a pelitos e lentes de quartzito. A ocorrência da Formação Traíras está restrita a área NW do projeto, onde se apresenta sotoposta aos quartzitos da Formação Arraias. Esta Formação, do ponto de vista litológico, difere da Formação Arraias pelo seu caráter mais pelítico, constituindo uma sucessão de camadas de micaxistos, na base, e metassiltitos, no topo. Os xistos estão representados por clorita-xistos e quartzos-xistos, com intercalações de quartzitos e grafita-xistos.

As áreas de platôs, de modo geral, são capeadas por camadas

lateríticas associadas a solo argilo-arenoso, com espessura máxima em torno de uma dezena de metros. Essas camadas têm maior frequência na mesopotâmia dos Rios Claro e Preto, em contraste com o restante da área, onde elas tornam-se bastante escassas. As áreas de ocorrência dos depósitos aluvionares são representadas por superfícies aplainadas, com ligeiras ondulações próximas aos interflúvios das drenagens de mais baixa ordem (Andrade *et al.*, 1981).

A mineralização de urânio, na área do Projeto Rio Preto, está restrita à Formação Ticunzal. Dentre as várias hipóteses para explicar a gênese do depósito, destaca-se a que propõe que os xistos da Formação Ticunzal seriam a rocha fonte de urânio, o qual teria sido remo-

bilizado e concentrado em zonas estruturalmente favoráveis (Andrade *et al.*, 1985).

Em superfície, a mineralização de urânio apresenta-se com minerais secundários, principalmente autunita; em subsuperfície, ocorre urânio primário sob a forma de uraninita (Andrade *et al.*, 1985).

Sempre condicionada às rochas xistosas, a mineralização mais comum se dá em quartzomuscovita-biotita-xistos grafitosos ou não, granatíferos ou não. Os níveis de xisto pobres em biotita, tais como os sericitomuscovita xistos, são estéreis, mas isso não significa que todos os biotita xistos apresentem concentrações de urânio. Próximo à mineralização, ocorrem veios de quartzo esfumado (Andrade *et al.*, 1981).

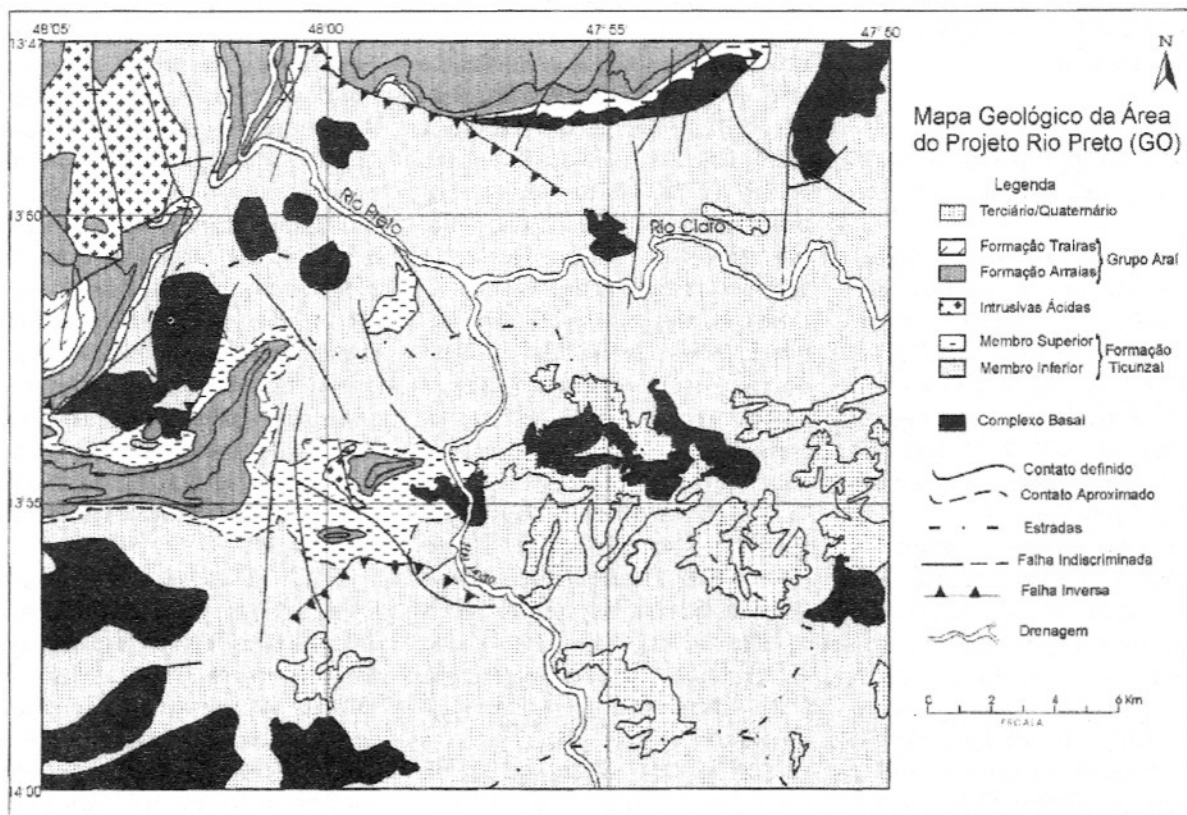


Figura 1 – Mapa geológico da área do Projeto Rio Preto, segundo Andrade *et al.*, 1985.

Com base nos dados existentes, observou-se que o principal elemento controlador da mineralização uranífera são zonas cataclásticas alteradas hidrotermalmente, onde a mineralização preenche pequenas fraturas e, ocasionalmente, concorda com a xistosidade da rocha; nestes locais, a mineralização se dispõe no plano $S_0//S_1$ dos xistos.

A associação mineralógica da mineralização é dada pela presença da biotita, pirita/calcopirita, clorita e hematita, entretanto, verificou-se que a presença destes minerais não implica em uma mineralização de urânio com teores significativos.

MATERIAL E MÉTODOS

Amostras Analisadas

O trabalho foi desenvolvido utilizando-se amostras do Projeto Rio Preto, executado pela Nuclebrás, atual INB. Estas amostras, fruto do mapeamento básico efetuado na área entre os anos de 1976 e 1982, foram doadas ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP.

Uma vez decidido em se fazer investigações laboratoriais das amostras deste projeto, o primeiro passo foi a busca por informações mais detalhadas sobre a área e o trabalho lá executado. A principal dificuldade encontrada, durante este período do trabalho, foi a correlação entre as amostras e o mapa de pontos, uma vez que os códigos de ambos não coincidiam. Uma vez correlacionadas, as amostras seguiram para o processamento. Dentro do universo de amostras disponíveis com distribuição aleatória, procurou-se utilizar todo o

material que propiciasse informação segura e, dentro das possibilidades, buscou-se uma distribuição aproximadamente homogênea dentro da área de estudo. Estas amostras são representantes da diversidade litológica da área, de maneira a se obter dados espectrométricos tanto da rocha encaixante da mineralização quanto dos demais tipos litológicos presentes na área.

Além de amostras, também havia algumas lâminas petrográficas disponíveis. As lâminas correspondentes a amostras investigadas foram analisadas, para se ter uma idéia da mineralogia dos tipos petrográficos estudados. As lâminas analisadas mineralogicamente pertencem às seguintes litologias: Complexo Basal, Formação Ticunzal (Membros Inferior e Superior), dique de rocha básica e Formação Traíras.

O Complexo Basal é formado, basicamente, por gnaisses, ortognaisses, granodioritos e xistos subordinados. A textura dos tipos litológicos pertencentes ao Complexo Basal varia de porfiroblástica a cataclástica, passando pela granoblástica dos gnaisses e lepidoblástica dos xistos.

A Formação Ticunzal, dividida em dois membros, é formada, na base, por um nível de rochas gnáissicas intercaladas a rochas xistosas e, no topo, por um nível de rochas xistosas. No Membro Inferior da Formação Ticunzal, as rochas mais comuns são o biotita-muscovita-xisto e os paragnaisses. No Membro Superior, a litologia predominante é representada por xistos constituídos por muscovita, quartzo, biotita e grafita disseminada, sendo sua textura dada pela alternância de níveis lepidoblásticos, definidos pela orientação em duas direções dos

minerais micáceos e níveis granoblásticos de quartzo.

Na parte norte da área, com ocorrência discreta, em meio à Formação Ticunzal, foram encontrados diques de rochas básicas, representados por diabásio, compostos essencialmente por piroxênios, quartzo e opacos.

A Formação Traíras, unidade superior do Grupo Araí, é formada por micaxistos e quartzo-xistos. A mineralogia é essencialmente formada por quartzo, biotita, muscovita e clorita. A textura destes tipos litológicos é dada pela alternância de níveis granoblásticos, representados pelo quartzo, e níveis lepidoblásticos, representados pelas micas.

Métodos Espectrométricos Utilizados

As técnicas espectrométricas alfa e gama foram empregadas neste trabalho. A preparação das amostras para a aplicação dessas técnicas espectrométricas começa com o corte, britagem e pulverização das amostras de mão a serem estudadas. O corte foi efetuado a fim de se extrair partes alteradas das amostras. A britagem foi realizada em britadores de mandíbula e a pulverização, em moinhos oscilatórios, onde a granulometria alcançada é inferior a 200 mesh. Posteriormente, é feito o acondicionamento das amostras, já pulverizadas (76 ao todo), em caixas de alumínio, para uso da espectrometria gama (o alumínio foi escolhido para acondicionar as amostras, uma vez que apresenta menor perda de radônio em relação a frascos de plástico). Entre o acondicionamento das amostras nas caixas de alumínio e a leitura espectrométrica, há espera de um

mês para que seja atingido o equilíbrio radioativo secular entre o ^{226}Ra e seus filhos de meia vida mais curta. Após este período é feita a leitura destas amostras em sistema espectrométrico gama, instalado no LABIDRO – Laboratório de Isótopos e Hidroquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia, UNESP – Rio Claro. Com base nos espectros obtidos e a distinção dos isótopos de urânio presentes nas amostras, é feita a seleção das mesmas, destinadas à espectrometria alfa.

O U e o Th foram mensurados por espectrometria gama a partir de seus descendentes, respectivamente, ^{214}Bi e ^{208}Tl . A fim de tornar a leitura espectrométrica exequível, procedeu-se uma calibração do sistema utilizado tanto em energia quanto em concentração. Para a calibração em energia, foram empregadas fontes unielementares de ^{137}Cs e de ^{60}Co . Para a calibração em concentração, padrões de pechblenda, areia monazítica e KCl foram inseridos no sistema espectrométrico. Para a calibração do urânio, empregaram-se padrões de pechblenda, adquiridos junto ao “New Brunswick Laboratory” do U.S. Department of Energy, Argonne, Illinois, Estados Unidos, para os quais procedeu-se a determinação da taxa de contagem no fotopico do ^{214}Bi . Para a calibração do tório, tomaram-se padrões de areia monazítica, também adquiridos junto ao “New Brunswick Laboratory”, levando-se em conta, neste caso, o fotopico do ^{208}Tl . Para a calibração de K, tomou-se KCl (P.A.) puro, correspondente à concentração de 52% de K e, a partir desta, procedeu-se a mistura e homogeneização com sílica pura.

A outra técnica analítica empregada foi a espectrometria alfa, à qual foram submetidas 10 amostras selecionadas com base no Mapa de Síntese Radiométrica da área do Projeto Rio Preto, de Figueiredo Filho *et al.* (1982), procurando-se cobrir, dentro do universo de amostras que se teve acesso, as litologias

mais importantes, do ponto de vista radiométrico, presentes na área. O emprego da espectrometria alfa teve como objetivo averiguar possíveis situações de desequilíbrio radioativo na área investigada. Cada amostra passou por um processo de extração do urânio; como o descrito no fluxograma da Figura 2.

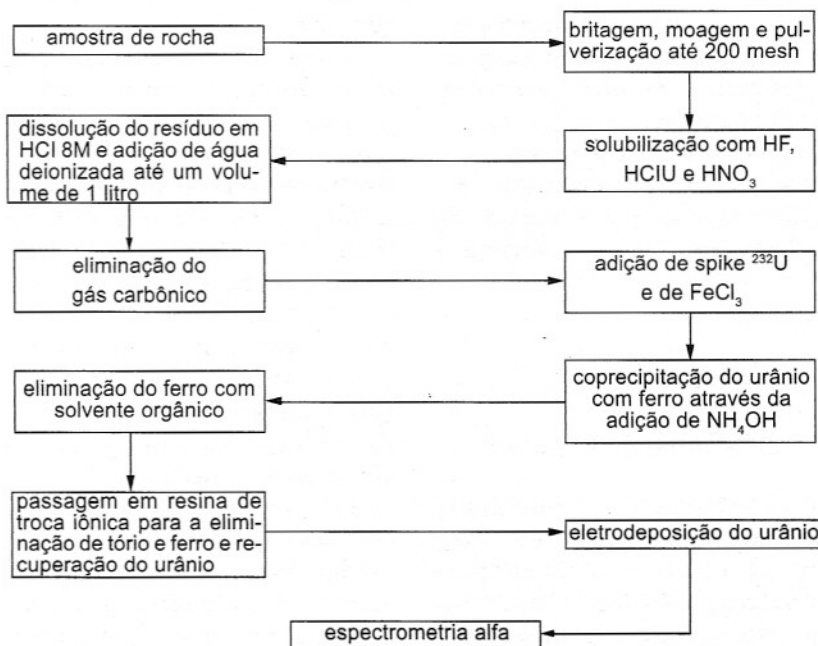


Figura 2 – Fluxograma da metodologia empregada na preparação de amostras para espectrometria alfa.

Níveis Críticos de Detecção

Para algumas amostras, a taxa de contagem em algum pico de interesse foi baixa, de maneira que foi necessário verificar se o sinal encontrado realmente correspondeu à detecção de um pico, devido ao radionuclídeo. Isto foi efetuado pelo emprego do nível crítico (Lc), estabelecido por Currie (1968, apud Bonotto, 1986), sobre o qual a decisão estatística *a posteriori* pode ser baseada. Para tanto, foi necessário

proceder leituras da radiação de fundo na região dos picos de interesse, isto é, ^{40}K , ^{214}Bi e ^{208}Tl . As medidas da radiação de fundo foram realizadas antes e após grupos de amostras serem analisados, nos períodos de 13/06/96 a 08/10/96 e de 23/01/97 a 08/05/97, constando, na Tabela 1, as médias dos valores obtidos para a taxa de contagem nestes períodos. Esses valores foram utilizados para encontrar o nível crítico Lc (em número de contagens) para cada amostra, a partir da expressão de Currie (1968):

$$Lc = 2,33\sqrt{N_B} \quad (1)$$

onde N_B corresponde ao número de contagens, devido a radiação de fundo.

Quando as contagens líquidas no pico excederam Lc , considerou-se que o radionuclídeo de interesse foi caracterizado (detectado) na amostra. Na situação oposta, estabeleceu-se o limite de detecção Ld (Currie, 1968), em número de contagens, a partir da equação

$$Ld = 2,71 + 4,61\sqrt{N_B} \quad (2)$$

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Dados gamaespectrométricos

A Tabela 2 apresenta os resultados obtidos por espectro-

metria gama para U, Th e K, para as amostras da área, bem como a correlação destas com as formações a elas relacionadas. Os dados precedidos do sinal menor que (<) representam valores de concentração gerados a partir das contagens Ld obtidas pelo emprego da equação (2). As incertezas associadas aos picos que foram efetivamente detectados permitiram fazer uso do teorema de propagação de erros (Bonotto, 1982), para a geração das incertezas dos valores de concentração, expressos na Tabela 2. Como se nota, de uma maneira geral, as incertezas aumentam na medida em que as concentrações diminuem, conforme esperado. Sendo assim, para as amostras 1, 5, 11, 14, 17, 24, 25, 27, 28, 29, 33, 35, 37, 45, 49, 50, 52, 54, 57, 58, 62, 66, 68, 74 e 75, os valores de equivalente urânio são máximos, enquanto que para as amostras 11, 35, 40, 49,

52, 57, 68 e 75 os valores de equivalente tório são máximos. A Figura 3a ilustra o espectro da amostra PRP-46, onde podem ser observados os picos de ^{40}K , ^{214}Bi (eU) e ^{208}Tl (eTh).

Como se observa, a menor concentração encontrada para o potássio foi verificada para a amostra do dique de rocha básica, conforme o esperado, tendo em vista a tendência dessas rochas se apresentarem empobrecidas nesse elemento, devido aos processos de diferenciação geoquímica na crosta.

O Membro Inferior da Formação Ticunzal, portador da mineralização uranífera, apresenta valores bastante variáveis nas diferentes amostras analisadas, notando-se que apenas duas delas são bastante enriquecidas em urânio, isto é, a amostra PRP-31 (442 ppm) e a amostra PRP-46 (173 ppm); para as demais, os valores obtidos estão situados entre 4 e 57 ppm (média de 9,6

Tabela 1 – Taxa de contagem da radiação de fundo na região dos picos de interesse para as etapas de mensuração das amostras.

Data da leitura	Tempo de contagem (min)	Nuclídeo de interesse	Canais	Número de contagens	Taxa de contagem (cpm)*
13/06/96	4018	^{40}K	792-903	33049	8,225
		^{214}Bi	961-1081	20389	5,074
		^{208}Tl	1400-1587	9222	2,229
08/10/96	1875	^{40}K	792-903	11329	6,043
		^{214}Bi	961-1081	6595	3,518
		^{208}Tl	1400-1587	3807	2,031
Média 1		^{40}K			7,134
		^{214}Bi			4,296
		^{208}Tl			2,130
23/01/97	808	^{40}K	792-903	5050	6,253
		^{214}Bi	961-1081	3219	3,986
		^{208}Tl	1400-1587	1640	2,031
08/05/97	2965	^{40}K	792-903	18201	6,140
		^{214}Bi	961-1081	9657	3,257
		^{208}Tl	1400-1587	5596	1,887
Média 2		^{40}K			6,1965
		^{214}Bi			3,6215
		^{208}Tl			1,959

* cpm – contagens por minuto

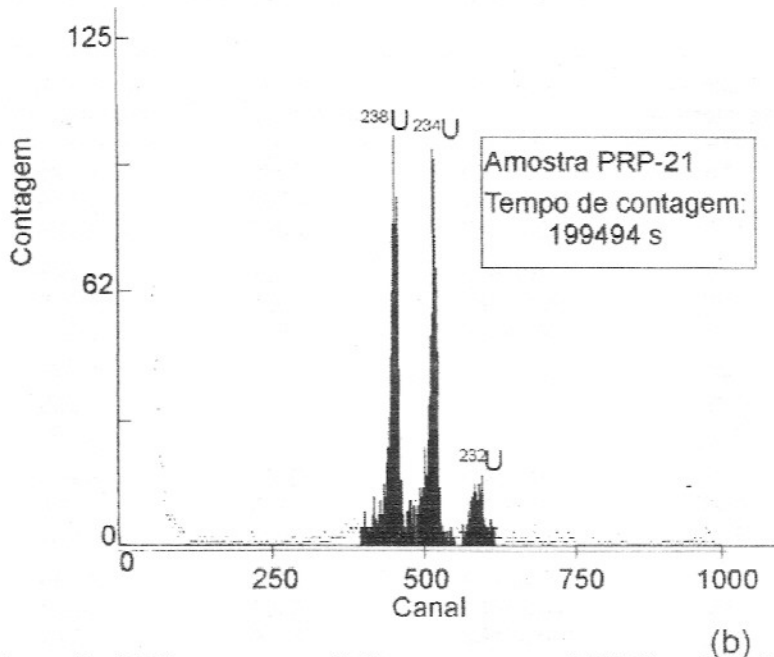
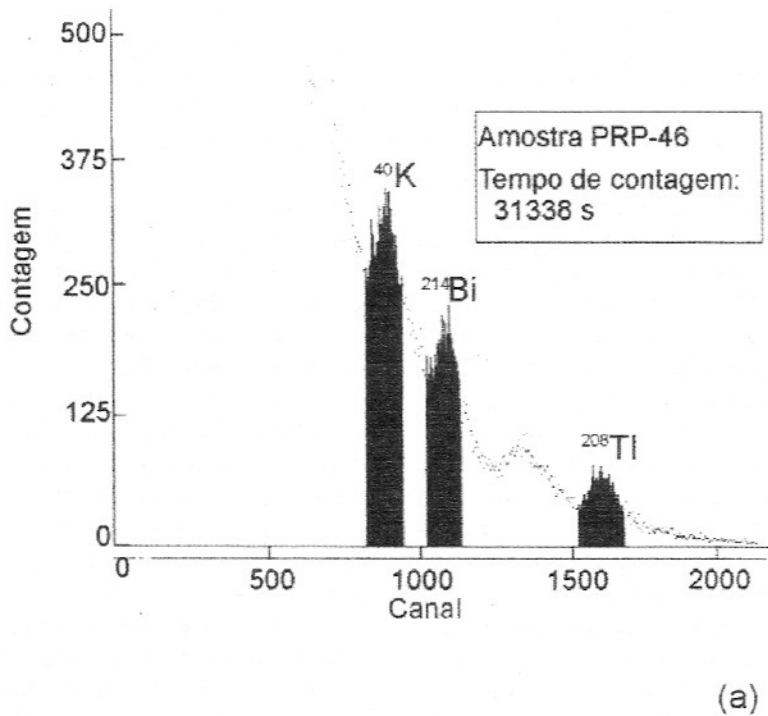


Figura 3– (a) Espectro gama obtido para a amostra PRP-46, onde podem ser observados os picos de ^{214}Bi ($^{\text{e}}\text{U}$), ^{208}Tl ($^{\text{e}}\text{Th}$) e ^{40}K e (b) espectro alfa obtido para a amostra PRP-21 onde podem ser observados os picos dos isótopos naturais de urânio ^{238}U e ^{234}U e traçador ^{232}U adicionado à amostra.

ppm). Contudo, considerando-se que Rogers & Adams (1969b) sugeriram, para gnaisses e paragnais, valores médios de U em torno de 2,2 a 4,5 ppm, verifica-se que o valor médio encontrado neste trabalho corresponde a 9,6 ppm, demonstrando um enriquecimento nas rochas da Formação Ticunzal, Membro Inferior, que possui xistos intercalados a gnaisses e paragnais. Rogers & Adams (1969b) também apontam concentrações médias de urânio, em rochas metamórficas, da ordem de 2,0 a 2,5 ppm e valores em torno de 2,5 ppm de U para xistos em geral, tais como os xistos da Formação Ticunzal, Membro Superior, o que também sugere enriquecimento em U para o Membro Superior da Formação Ticunzal, uma vez que o valor médio encontrado foi de 6,6 ppm. Os ortognaisses do Complexo Basal também apresentaram valores de concentração de U (média de 8,4 ppm) mais altos do que os referidos pelos autores. Assim, de uma maneira geral, verifica-se um enriquecimento em U nas rochas da área, quando os valores obtidos são comparados aos descritos na literatura para os mesmos litotipos.

É curioso observar que o enriquecimento em Th, verificado para duas amostras (PRP-03 e PRP-76), não foi acompanhado de enriquecimento em U. O enriquecimento em U, sem estar acompanhado de Th, também foi verificado em alguns casos, tendo sido o mais proeminente identificado para a amostra PRP-31. Rogers & Adams (1969a) sugerem valores médios de Th, para os xistos, em torno de 10 ppm, o que indica que o valor médio de 12 ppm, encontrado para os xistos do Membro Superior da Formação Ticunzal, é razoavelmente próximo. Os gnaisses e parag-

Tabela 2 – Concentração de U, Th e K e taxa de contagem dos núclídeos analisados para as amostras, separadas por litologias presentes na área de estudo.

Amostra	Massa (g)	Tempo (min)	T _{C_U} ** (cps)	eU (ppm)	T _{C_{Th}} ** (cps)	eTh (ppm)	T _{C_K} ** (cps)	K (%)	TC tot* (cps)
FORMAÇÃO ARRAIAS									
PRP-21	62,58	2380	0,004496	9,32±6,98	0,007689	18,60±7,23	0,091190	6,79±0,002	0,103375
PRP-22	77,17	1744	0,002373	5,26±12,37	0,003243	7,43±11,09	0,081858	6,45±0,002	0,087474
INTRUSIVA ÁCIDA									
PRP-10	65,95	2238	0,003396	6,75±9,10	0,011923	28,76±10,13	0,088882	6,34±0,002	0,104201
PRP-11	75,01	1804	0,00377	< 6,60	0,004417	< 4,81	0,057212	3,88±0,036	0,065409
FORMAÇÃO TICUNZAL – Mb. SUPERIOR									
PRP-07	62,44	1873	0,002005	4,27±19,09	0,005314	12,29±18,28	0,075823	5,80 ±0,004	0,083141
PRP-08	59,01	2811	0,004690	10,28±6,52	0,004773	11,61±6,28	0,075603	6,07±0,001	0,085066
PRP-38	73,51	1847	0,003240	5,80±9,45	0,008573	17,54±9,70	0,045448	3,24±0,002	0,057261
PRP-44	59,58	3026	0,002005	4,47±20,60	0,005210	12,68±19,68	0,120363	9,00±0,004	0,127579
PRP-61	60,82	2870	0,004663	9,93±6,30	0,003403	7,66±5,73	0,072195	5,69±0,001	0,080261
PRP-72	65,77	3248	0,002396	4,82±10,80	0,005686	12,51±10,42	0,050935	3,93±0,002	0,059017
FORMAÇÃO TICUNZAL – Mb. INFERIOR									
PRP-04	78,78	2603	0,006729	11,03±3,83	0,002811	4,61±3,15	0,038157	2,62 ±0,001	0,047696
PRP-05	96,52	1482	0,00417	< 5,69	0,006849	10,01±22,43	0,064115	3,45±0,006	0,075136
PRP-06	61,65	1043	0,007527	15,59±6,91	0,015677	42,26±7,93	0,060121	4,80±0,002	0,083325
PRP-09	58,41	3254	0,004036	8,98±7,74	0,002966	6,86±6,64	0,042446	3,72±0,001	0,049448
PRP-12	87,64	2774	0,005342	7,95±4,25	0,002458	3,51±3,34	0,072592	4,17±0,001	0,080391
PRP-13	65,54	3038	0,003336	6,67±8,00	0,005514	12,14±7,73	0,098748	6,99±0,002	0,107598
PRP-14	58,60	1668	0,00361	< 8,02	0,004897	12,04±30,28	0,095845	7,50±0,008	0,104351
PRP-15	75,06	2753	0,008585	14,63 ±3,08	0,001314	2,06±2,28	0,029322	2,18±0,0004	0,039221
PRP-19	85,71	1415	0,002921	4,52±11,24	0,009163	15,90±10,85	0,112171	6,19±0,003	0,124255
PRP-20	77,17	1744	0,004186	7,10±7,77	0,003154	5,37±6,44	0,053612	3,58±0,001	0,060952
PRP-26	65,43	1514	0,030425	57,03±1,38	0,016033	40,53±1,53	0,067798	5,06±0,0003	0,114256
PRP-27	65,47	3855	0,00237	< 4,79	0,001461	2,72±24,09	0,019974	1,76±0,003	0,024081
PRP-28	63,19	1182	0,00429	< 8,83	0,006290	14,67±38,58	0,107015	7,73±0,013	0,117592
PRP-30	77,15	1322	0,008752	14,52±4,24	0,030594	69,76±5,54	0,167335	9,57±0,001	0,20668
PRP-31	68,85	1452	0,264057	441,52±0,22	0,013515	31,56±0,16	0,165597	10,46±0,00005	0,443169
PRP-32	90,29	2418	0,004957	7,18±4,78	0,002502	3,47±3,74	0,016249	1,12±0,001	0,023708
PRP-33	66,53	1681	0,00391	< 6,67	0,002499	4,88±34,79	0,062764	4,66±0,009	0,069438
PRP-35	87,68	2529	0,00318	< 4,81	0,002248	< 3,31	0,076045	4,34±0,010	0,081475
PRP-36	65,45	1964	0,005592	11,03±5,90	0,006160	13,77±5,86	0,108811	7,60±0,002	0,120562
PRP-37	63,94	2886	0,00274	< 5,64	0,005775	13,15±66,88	0,056870	4,43±0,012	0,065382
PRP-39	78,47	2842	0,002551	4,32±9,92	0,003190	5,34±8,14	0,091976	5,62±0,002	0,097717
PRP-40	55,85	2986	0,001780	4,24±19,44	0,002067	< 5,00	0,077622	6,52±0,003	0,081467
PRP-46	70,15	522	0,102272	172,93±0,71	0,077286	220,91±1,12	0,128023	8,24±0,0003	0,307582
PRP-47	64,22	2818	0,009056	17,93±3,35	0,003856	8,30±2,97	0,069813	5,27±0,001	0,082725
PRP-48	62,63	2902	0,005272	11,59±5,03	0,007127	17,06 ±5,15	0,089399	6,67±0,001	0,101798
PRP-49	90,19	3031	0,00291	< 4,28	0,001461	< 2,89	0,081622	4,50±0,328	0,086582
PRP-51	74,49	5768	0,006784	11,73±2,71	0,024386	56,20±3,35	0,074003	4,88 ±0,0003	0,105173

Tabela 2 – (continuação)

Amos- tra	Massa (g)	Tempo (min)	Tc _U ** (cps)	eU (ppm)	Tc _{Th} ** (cps)	eTh (ppm)	Tc _K ** (cps)	K (%)	TC tot* (cps)
FORMAÇÃO TICUNZAL – Mb. INFERIOR									
PRP-52	89,89	1841	0,00374	< 5,48	0,006038	< 3,88	0,053406	3,13±0,025	0,063182
PRP-53	80,47	3980	0,002843	4,68±7,32	0,002399	3,77±5,75	0,027860	1,96±0,001	0,033103
PRP-55	88,68	4047	0,004983	7,34±3,74	0,004242	6,42±3,18	0,045436	2,75±0,0004	0,054662
PRP-58	77,41	2348	0,00304	< 5,18	0,004025	7,05±9,12	0,064317	4,18±0,002	0,071379
PRP-59	65,20	3247	0,005400	10,70±5,18	0,006155	13,82±4,92	0,029003	2,44±0,001	0,040559
PRP-60	76,13	3210	0,004724	8,09±5,13	0,002970	5,10±4,23	0,071023	4,62±0,001	0,078717
PRP-65	60,63	2750	0,002600	5,65±11,68	0,007874	19,80±12,11	0,103723	7,79±0,003	0,114197
PRP-66	71,68	1636	0,00396	< 7,23	0,008975	19,00±26,72	0,042308	3,11±0,005	0,055245
PRP-67	79,13	2512	0,004399	7,27±6,01	0,007769	14,44±5,75	0,071361	4,49±0,001	0,083529
PRP-68	58,81	2587	0,00289	< 6,45	0,006521	< 4,90	0,088599	6,98±0,075	0,098013
PRP-69	64,44	1583	0,005379	10,78±7,53	0,007947	18,68±7,49	0,069756	5,25±0,002	0,083082
PRP-70	74,37	3990	0,005740	9,99±3,87	0,003526	6,35±3,29	0,087909	5,67±0,001	0,097175
PRP-71	55,95	2733	0,008807	19,95±4,00	0,005928	15,74±3,88	0,071669	6,07±0,001	0,086404
PRP-73	59,80	2772	0,002556	5,63±12,00	0,005863	14,42±11,84	0,061453	5,02±0,002	0,069871
PRP-74	63,90	2285	0,00308	< 6,33	0,003967	8,61±36,84	0,043895	3,55±0,007	0,05094
PRP-75	85,79	1938	0,00364	< 5,59	0,004042	< 3,97	0,071476	4,19±0,654	0,079156
PRP-76	84,67	2827	0,007747	11,79±3,00	0,086498	202,87±5,48	0,089623	5,15±0,001	0,183868
COMPLEXO BASAL									
PRP-01	74,63	3056	0,00266	< 4,72	0,001461	2,34±14,04	0,015183	1,24±0,002	0,019802
PRP-02	79,35	1418	0,003174	5,28±11,12	0,008088	15,07±10,64	0,078188	4,84±0,003	0,089450
PRP-03	79,95	1533	0,009774	15,61±3,41	0,051469	120,50±5,20	0,112973	6,61±0,001	0,174216
PRP-16	61,36	2842	0,002005	3,45±18,86	0,002920	6,38±16,41	0,042825	3,60±0,003	0,047750
PRP-17	72,21	2927	0,00272	< 4,98	0,004829	9,37±98,72	0,121462	7,68±0,024	0,129007
PRP-18	82,16	1478	0,002005	9,14±5,27	0,007904	14,12±5,27	0,115127	6,56±0,002	0,125036
PRP-23	71,77	1637	0,016862	29,42±2,14	0,008248	17,25±2,10	0,077803	5,26±0,0005	0,102912
PRP-24	65,74	2519	0,00293	< 5,87	0,002269	4,44±19,48	0,007860	0,78±0,002	0,013061
PRP-25	78,23	1924	0,00336	< 5,65	0,003698	6,33±22,81	0,024199	1,78±0,004	0,031258
PRP-29	71,57	2569	0,00290	< 5,35	0,004995	9,83 ±53,41	0,049520	3,57±0,010	0,057415
PRP-34	75,22	3314	0,002005	3,37±11,95	0,002279	3,83±9,75	0,087790	5,60±0,002	0,092074
PRP-41	94,12	1773	0,004803	6,69±5,53	0,002171	2,82±4,22	0,018609	1,21±0,002	0,025582
PRP-42	63,50	2932	0,005201	10,58±5,35	0,012779	32,46±6,12	0,085846	6,36±0,001	0,103826
PRP-43	63,80	1359	0,003631	7,44±11,26	0,037760	109,60±16,90	0,096523	7,01±0,003	0,137915
PRP-50	70,76	2865	0,00275	< 5,13	0,003915	7,56±58,27	0,024781	1,98±0,008	0,031441
PRP-54	72,69	2997	0,00269	< 4,89	0,002853	5,13±49,95	0,024488	1,92±0,007	0,030027
PRP-56	71,68	4287	0,016737	29,24±1,33	0,002232	3,95±1,06	0,070739	4,85±0,0002	0,089708
PRP-57	63,87	3029	0,00267	< 5,52	0,003741	< 4,07	0,020087	1,81±0,571	0,026502
PRP-62	61,15	3844	0,00237	< 5,12	0,006677	16,29±24,12	0,085065	6,52±0,004	0,094114
PRP-63	58,69	1868	0,002005	4,53±9,73	0,003337	7,80±8,86	0,018756	1,83±0,001	0,024099
PRP-64	77,74	2860	0,002005	3,45±15,82	0,004977	8,92±14,39	0,024896	1,84±0,002	0,031878
DIQUE DE ROCHA BÁSICA									
PRP- 45	90,05	3026	0,00373	< 5,46	0,001855	2,48±13,88	0,005690	0,45±0,002	0,012777

* TC tot – taxa de contagem total dos nuclídeos analisados — ** Tc – taxa de contagem do nuclídeo investigado

naisses do Membro Inferior da Formação Ticunzal, intercalados ou não com xistos, apresentam um valor médio de Th de 19,5 ppm, calculado sem considerar os valores encontrados para as amostras PRP-46 e PRP-76, demonstrando um enriquecimento neste elemento, quando se compara esse valor com aqueles variando entre 6,4

e 21 ppm de Th, referidos por Rogers & Adams (1969a). Duas amostras de gnaisses do Complexo Basal apresentaram valores elevados de Th (amostras PRP-03 e PRP-43), situando-se as demais entre 2 e 32 ppm, intervalo descrito para o Th pelos autores (8,00 e 28,00 ppm).

Heier & Billings (1969) sugerem que as concentrações

de potássio para rochas metamórficas sejam investigadas com base em suas rochas pré-téritas, propondo valores entre 0,3 e 5%. Inúmeras amostras apresentaram valores superiores a estes, o mais acentuado tendo sido encontrado para a amostra PRP-31 (10%), também a mais enriquecida em urânio.

Tabela 3 - Dados espectrométricos alfa obtidos para as amostras analisadas e comparação entre os teores de urânio obtidos por espectrometria gama e alfa.

Amostra	Litologia	Nuclídeo	eU* (ppm)	U** (ppm)	Razão $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	Razão eU/U
PRP-07	Fm. Ticunzal –	^{238}U	4,02±19,09	31,63±3,16	0,67±0,07	0,13±0,60
	Mb. Superior	^{234}U				
		^{232}U				
PRP-11	Fm. Ticunzal	^{238}U	< 6,60	55,67±4,46	0,62±0,06	
	– Mb. Inferior	^{234}U				
		^{232}U				
PRP-21	Fm. Arraias	^{238}U	9,32±6,98	40,24±3,60	0,99±0,07	0,23±0,17
		^{234}U				
		^{232}U				
PRP-34	Complexo	^{238}U	3,37±11,95	5,16±0,44	0,54±0,06	0,65±2,32
	Basal	^{234}U				
		^{232}U				
PRP-36	Fm. Ticunzal –	^{238}U	11,03±5,90	18,66±1,68	0,98±0,08	0,59±0,32
	Mb. Inferior	^{234}U				
		^{232}U				
PRP-37	Fm. Ticunzal –	^{238}U	< 5,64	8,39±0,68	0,87±0,08	
	Mb. Superior	^{234}U				
		^{232}U				
PRP-41	Complexo	^{238}U	6,69±5,53	11,23±1,10	0,53±0,05	0,60±0,50
	Basal	^{234}U				
		^{232}U				
PRP-73	Fm. Ticunzal –	^{238}U	5,63±12,00	24,75±2,35	0,64±0,07	0,23±0,49
	Mb. Inferior	^{234}U				
		^{232}U				
PRP-75	Fm. Ticunzal –	^{238}U	< 5,59	22,34±1,90	0,67±0,07	
	Mb. Inferior	^{234}U				
		^{232}U				
PRP-76	Fm. Ticunzal –	^{238}U	11,79±3,00	61,61±5,54	0,90±0,09	0,19±0,05
	Mb. Inferior	^{234}U				
		^{232}U				

* espectrometria gama – ** espectrometria alfa

Dados Alfaespectrométricos

A Tabela 3 apresenta os valores de concentração de urânio e razão de atividade $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, obtidos para as amostras analisadas por espectrometria alfa, encontrando-se ilustrado, na Figura 3b, o espectro alfa, obtido para a amostra PRP-21. Cabe ressaltar que se tomou a precaução de não se empregar a parte alterada das amostras para se efetuar a sua dissolução, no intuito de se minimizar os efeitos que o intemperismo pode causar sobre as mesmas.

Considerando-se as incertezas analíticas relacionadas com a determinação da razão de atividade $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, verifica-se que, para algumas amostras, os valores obtidos são significativamente inferiores à unidade. Razões de atividade unitárias são indicativas da condição de equilíbrio radioativo entre o ^{234}U e ^{238}U nos últimos 1 milhão de anos, ou seja, não houve mobilização destes isótopos nesta escala de tempo, ou então, caso tenha havido, a mobilização afetou igualmente os dois isótopos. Dessa forma, as razões isotópicas $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ inferiores a 1, obtidas para as amostras analisadas, indicam a ocorrência de um processo de lixiviação seletiva do ^{234}U em relação ao ^{238}U , isto é, soluções lixiviantes que percolam nas rochas transportaram, preferencialmente, o ^{234}U em estado oxidado, ao invés do ^{238}U . Essa situação tem sido tipicamente verificada para solos, embora registros freqüentes também tenham sido efetuados para as rochas alteradas.

Os resultados obtidos para o teor de urânio por espectrometria gama e alfa, nas amostras analisadas, estão representados na Tabela 3. Ao se comparar os

dados obtidos por espectrometria gama e alfa, constata-se que algumas razões eU/U menores que a unidade são obtidas, sugerindo a ocorrência de mobilização de nuclídeos na cadeia de decaimento do urânio, desde o ^{226}Ra até o ^{238}U . Convém ressaltar, contudo, que as incertezas analíticas elevadas obtidas para algumas amostras não permite discutir mais profundamente tais mecanismos. Apesar disto é interessante notar que a amostra PRP21 apresenta valor próximo da unidade para a razão de atividade $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ e razão eU/U inferior a 1, sugerindo, nesse caso, que a atuação dos processos intempéricos, além de afetar os nuclídeos, desde o ^{226}Ra até o ^{238}U , também favorece a mobilização de ^{238}U , de maneira similar à do ^{234}U .

Sínteses Radiométricas

O mapa de síntese radiométrica para a área do Projeto Rio Preto, segundo Figueiredo Filho *et al.* (1982) (Fig. 4), foi gerado a partir de levantamento gama-espectrométrico aéreo. Como se observa, a unidade para expressar a radioatividade é cps (contagens por segundo), não tendo ocorrido a discriminação dos nuclídeos emissores, isto é, tem-se o valor total da radioatividade. Também se nota uma tendência mais acentuada de radioatividade ao longo da direção NE-SW, concentrada, principalmente, entre as coordenadas 48°05' e 47°57'W e 13°47' e 13°52'S, embora um outro foco, também acentuado, seja verificado entre 47°55' e 47°50'W e 13°50' e 13°52'S. Andrade *et al.* (1981), através do emprego de cintilômetros "SRAT-SPP2", efetuaram medidas radiométricas na área de estudo e procederam a interpretação destes dados,

que apresentam nítidas tendências em cada unidade mapeada, refletindo sua natureza litológica. Estes autores colocam que o BG (radiação de fundo), para a área, é da ordem de 50 cps, para a Formação Arraias (Grupo Araçá), e de 60 a 70 cps, para os corpos gnáissicos e gradioríticos do embasamento. Já para a Formação Ticunzal, o valor médio é de 100 cps, entretanto é notável um alinhamento de classes de valores médios entre 120 e 150 cps e manchas anômalas com mais de 200 cps, segundo as direções estruturais EW, NE-SW e NS, sempre com estreito relacionamento com rochas do Membro Inferior da Formação Ticunzal, ou seja, os resultados radiométricos indicam uma subordinação da mineralização condicionada tanto a fatores litológicos como a fatores estruturais e a processos de alteração.

Os resultados obtidos neste trabalho foram utilizados para a produção de uma síntese radiométrica para a área, apesar da carência de amostras analisadas em alguns setores, por exemplo entre 48°00' e 47°50' W e 13°55' e 13°52' S. Para tanto, as taxas de contagem obtidas para K, U e Th por espectrometria gama e expressas em cpm foram convertidas para cps, mesma unidade utilizada no mapa ilustrado na Figura 4. Os resultados da conversão estão na Tabela 2, constando na última coluna o valor total, correspondente à soma das três taxas de contagem nas janelas do U, Th e K. Conforme se verifica, a maior taxa de contagem equivale a 0,4 cps, que é cerca de 500 vezes menor do que a ordem de grandeza utilizada na geração do mapa da Figura 4, o que se explica em virtude do levantamento aéreo contar, geralmente, com um grande número de detectores de maior área ati-

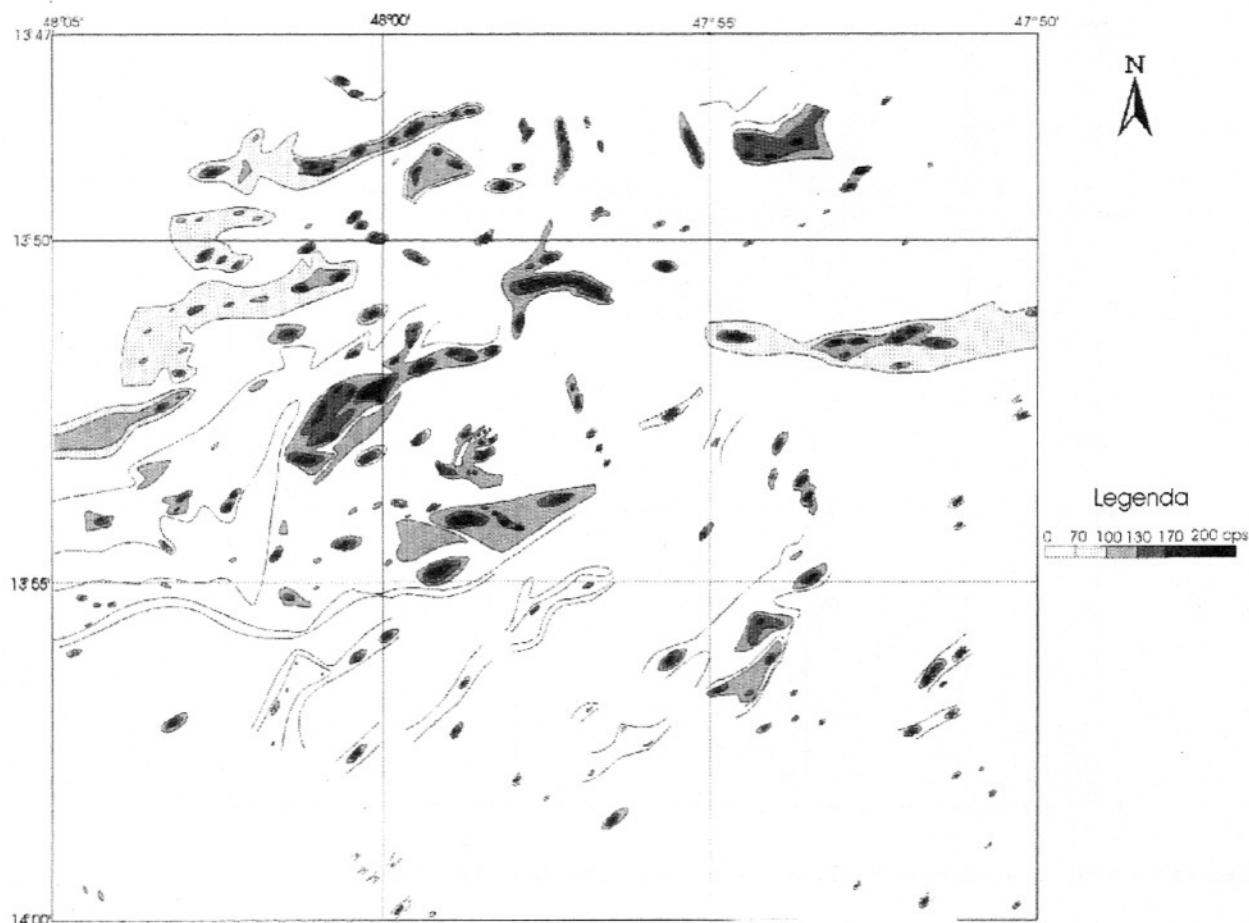


Figura 4 – Mapa de síntese radiométrica para a área do Projeto Rio Preto, segundo Figueiredo Filho et al., 1982.

va que o utilizado no laboratório para a interação da radiação gama, o que ocasiona uma eficiência muito maior de detecção, resultando, por isso, em superiores taxas de contagem.

A Figura 5 ilustra a síntese radiométrica produzida com base nos dados da Tabela 2 para a taxa de contagem total. O método estatístico utilizado para se efetuar a interpolação dos dados foi a “krigagem”, pois, segundo Yamamoto (1986), ela pode ser utilizada na interpolação de malhas de dados para fins de contorno automático. Como se observa, o foco mais acentuado de radioatividade situa-se entre 48°02' e 47°57' W e 13°47' e 13°52' S,

praticamente coincidindo com a principal zona identificada na Figura 4. Pode-se dizer que o mesmo também se verifica para a radioatividade devida ao urânio, ao potássio e mesmo ao tório, conforme ilustram as Figuras 6, 7, e 8, onde, no caso do tório, uma anomalia acentuada, localizada entre 47°53' e 47°50' W e 14°00' e 13°52' S, também foi identificada, a qual não consta nos mapas de taxa de contagem total (Figs. 4 e 5).

Dentre as anomalias descritas por Figueiredo Filho *et al.* (1982), podem ser citados, com destaque, os indícios IN 001 e IN 002, onde as reservas indicadas seriam da ordem de 500 t de U_3O_8 . Estes indícios estão cla-

ros no mapa de síntese radiométrica de Figueiredo Filho *et al.* (1982), mas não aparecem em evidência nas sínteses radiométricas das Figuras 5 e 6. Este fato deve-se, como já descrito anteriormente, à relativa carência de amostras, em especial em áreas de maior interesse radiométrico.

Dessa forma, os resultados obtidos neste trabalho propiciaram a geração de mapas de síntese radiométrica, que praticamente confirmam as tendências encontradas pela Nuclebrás durante o levantamento aéreo, conduzido durante o programa exploratório, sugerindo, ainda, a possibilidade de ocorrência de locais potencialmente enriquecidos em tório.

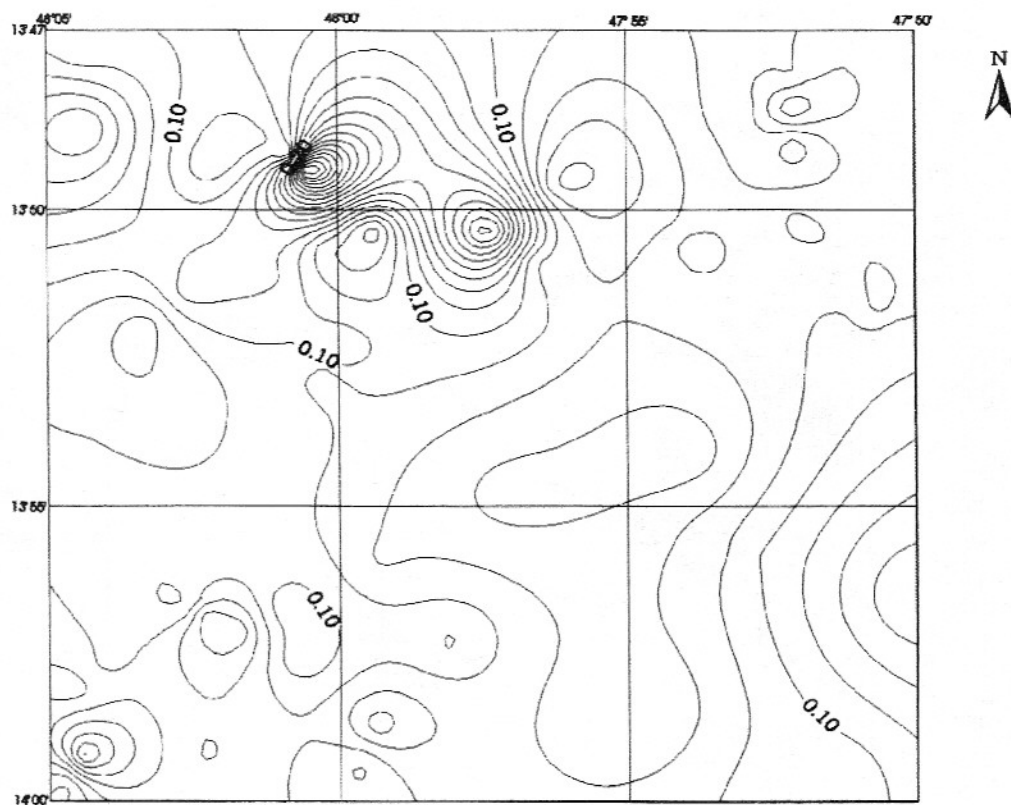


Figura 5 – Síntese radiométrica total para a área, com dados de U, Th e K (cps).

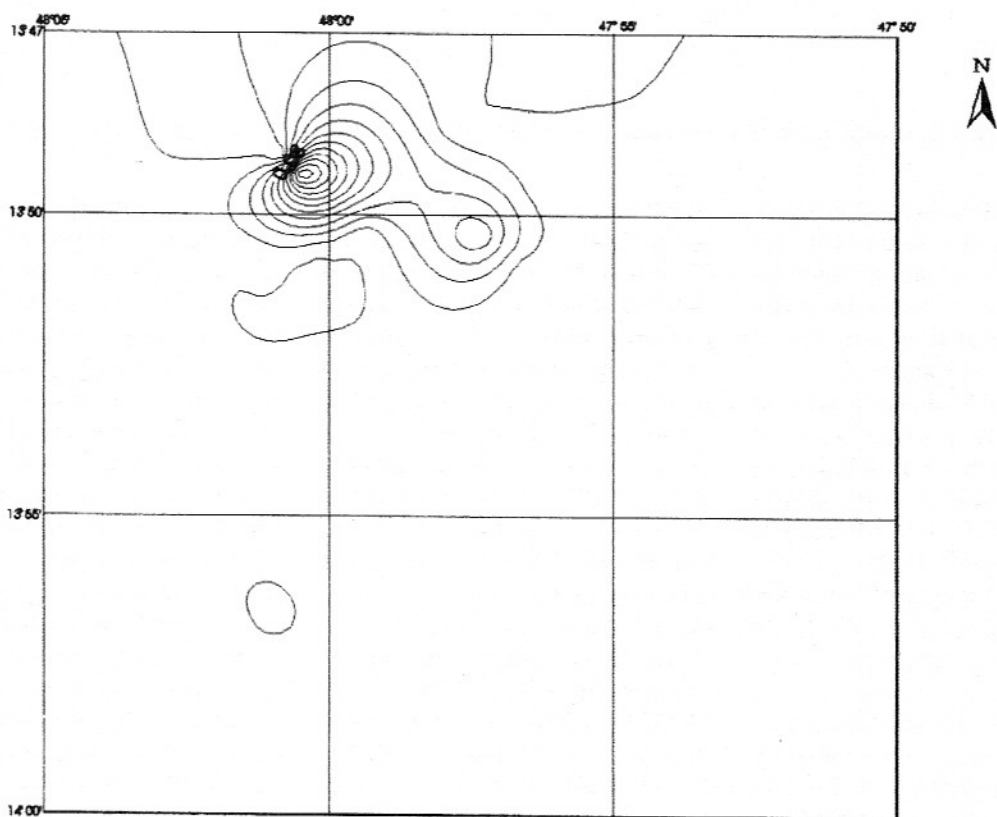


Figura 6 – Síntese radiométrica para a área, com dados de U (cps).

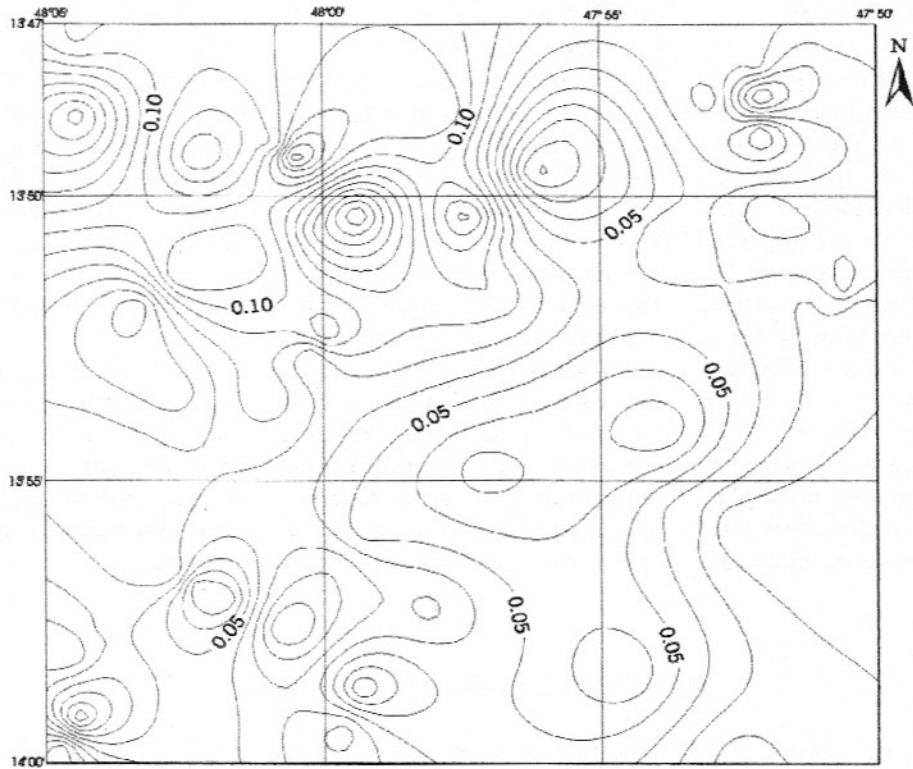


Figura 7 – Síntese radiométrica para a área, com dados de K (cps).

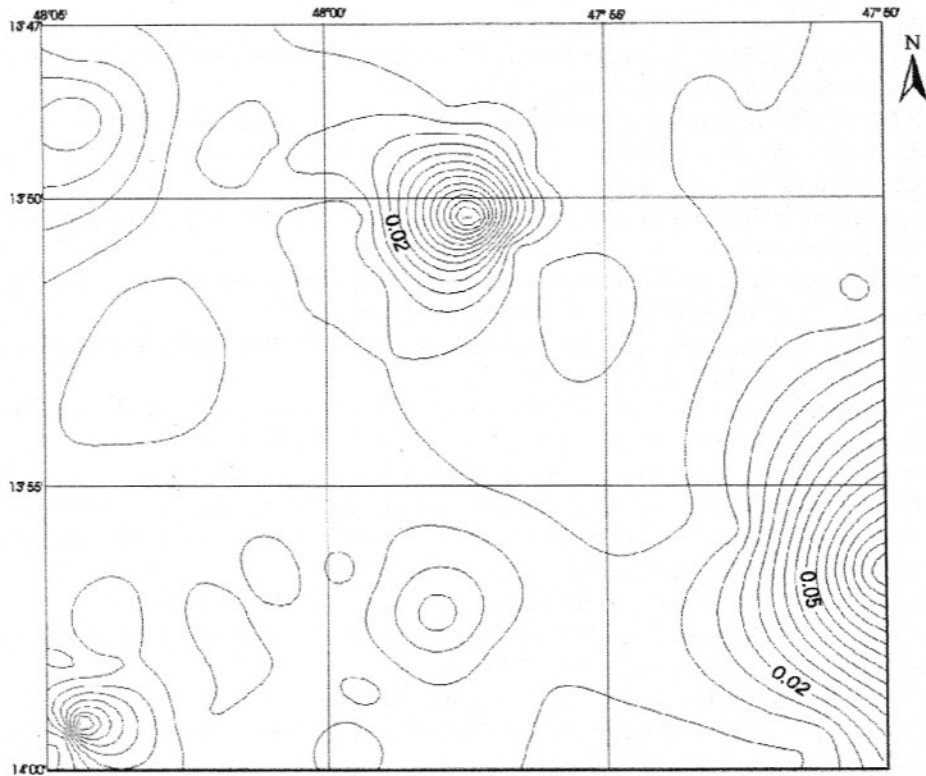


Figura 8 – Síntese radiométrica para a área, com dados de Th (cps).

CONCLUSÕES

Este trabalho propiciou a caracterização isotópica preliminar da área do Projeto Rio Preto (GO), através de análises laboratoriais de amostras provenientes da área em questão. Para tanto, foram realizadas análises espectrométricas alfa e gama para pontos selecionados, de acordo com a disponibilidade de amostras.

As razões eU/U e $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ foram investigadas e permitiram sugerir algumas situações de desequilíbrio radioativo na área, indicativas da mobilização

de nuclídeos na cadeia de decaimento do urânio.

De posse dos dados espectrométricos para as amostras analisadas, procedeu-se, por métodos estatísticos, a produção de mapas de isovalores, representativos da tendência de distribuição dos nuclídeos na área de estudo. Uma comparação entre os dados aerogamaespectrométricos, espectrométricos de laboratório e litológicos também foi conduzida, confirmando a tendência encontrada pela Nuclebrás, por ocasião da realização do projeto, a qual indicou o Membro Inferior da Formação Ticunzal

como o hospedeiro dos maiores níveis de radiação. Os mapas de isovalores também sugerem uma concentração de tório, na parte sudeste da área, que não é evidenciada pelo mapa radiométrico de contagem total previamente produzido.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à INB por permitir a consulta a relatórios técnicos relacionados à área de interesse, ao CNPq pela concessão da bolsa de estudos e a dois revisores anônimos pelas sugestões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, S.M.; SOUZA, E.L.; OLIVEIRA, A.G.; SANTOS, A.R. (1981) Projeto Rio Preto - Mapeamento Geológico - escala 1:25.000 Relatório Final, s.l.: NUCLEBRÁS/SUPPM. (Relatório Interno)
- ANDRADE, S.M.; LIBERAL, G.S.; SANTOS FILHO, J.L. (1985) Depósitos de urânio de Campos Belos e Rio Preto - Goiás. In: C. SCHOBENHAUS FILHO (Ed.) Principais Depósitos Minerais do Brasil, DNPM, 1:169-75.
- BONOTTO, D.M. (1982) Aplicação dos dados do fracionamento isotópico $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ nos problemas geoquímicos dos aquíferos de Águas da Prata (SP). Dissertação de Mestrado. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, 160 p.
- BONOTTO, D.M. (1986) Aplicações hidrogeoquímicas naturais das séries do U (4n+2) e Th (4n) no Morro do Ferro, Poços de Caldas (MG). Tese de Doutorado. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, 378 p.
- CURRIE, L.A. (1968) Limits for Qualitative Detection and Quantitative Determination. *Analytical Chemistry* 40(3):586-593.
- FIGUEIREDO FILHO, P.M.; OLIVEIRA, A.G.; LIBERAL, G.S.; ABRAHÃO, J.R.S. (1982) Projeto Rio Preto. s.l.: NUCLEBRÁS/SUPPM. (Relatório Interno)
- HEIER, K.S. & BILLINGS, G.K. (1969) Potassium. In: K.H. WEDEPOHL (Ed.) Handbook of Geochemistry. Springer-Verlag, 2:chap. 19.
- IVANOVICH, M. & MURRAY, A. (1992) Spectroscopic Methods. In: M. IVANOVICH & R.S. HARMON (Eds.) Uranium-series disequilibrium: Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences. Clarendon Press, p.127-173.
- KILLEEN, P.G. (1979) Gamma-ray spectrometric methods in uranium exploration - application and interpretation. In: P.J. HOOD (Ed.) Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores. s.l., Geological Survey of Canada, p.163-229.
- KRAUSKOPF, K.B. (1972) Introdução à Geoquímica. Ed. Polígono. 2: 311.
- LANGMUIR, D. & HERMAN, J.S. (1980) The mobility of thorium in natural waters at low temperatures. *Geoch. Cosmoc. Acta*, 44:1753-66.
- MASON, B.H. (1971) Princípios de Geoquímica. Ed. Polígono, p. 333.
- NASH, J.T.; GRANGER, H.C.; ADAMS, S.S. (1981) Geology and concepts of genesis of important type of uranium deposits. *Econ. Geol.*, 75:63-116.
- ROGERS, J.J.W. & ADAMS, J.A.S. (1969a) Thorium. In: K.H. WEDEPOHL (Ed.) - Handbook of Geochemistry. Springer-Verlag, 4:chap. 90.

- ROGERS, J.J.W. & ADAMS, J.A.S. (1969b) Uranium. *In*: K.H. WEDEPOHL (Ed.) - Handbook of Geochemistry Springer-Verlag, 4:chap. 92.
- SHARMA, P.V. (1986) Geophysical Methods in Geology. Ed. Elsevier, Chap. 8.
- YAMAMOTO, J.K. (1986) Representações gráficas espaciais em geociências. *In*: Simpósio de Quantificação em Geociências, 2, Rio Claro. Anais, 74p.